

BAB II

LANDASAN TEORI

2.1. Daerah Aliran Sungai (DAS)

DAS adalah suatu wilayah daratan yang secara topografi dibatasi oleh punggung-punggung gunung yang mampu menampung dan menyimpan air hujan hingga kemudian menyalurkannya ke laut melalui sungai utama (Asdak, 2010).

DAS merupakan suatu wilayah yang dibatasi oleh batas alam, seperti punggung bukit-bukit atau gunung, maupun batas batuan, seperti jalan atau tanggul, dimana air hujan turun di wilayah tersebut memberi kontribusi aliran ke titik kontrol (*outlet*) (Suripin, 2004).

Kawasan Daerah Aliran Sungai (DAS) biasanya terbagi menjadi tiga area atau daerah yang mengalir mulai dari *catchment area*, hingga saat mengalir menuju lautan, yaitu:

a) Area hulu sungai

DAS bagian hulu memiliki kondisi tutupan vegetasi, kualitas air, kemampuan menyimpan air serta curah hujan. Ciri DAS hulu ialah daerah dengan *lanskap* pegunungan dengan topografi beragam, mempunyai curah hujan tinggi dan menjadi daerah konservasi untuk mempertahankan kondisi lingkungan agar tidak terdegradasi.

DAS bagian hulu sangat penting untuk melindungi tata kelola air, karena setiap kegiatan di daerah hulu akan berdampak terhadap daerah hilir. Dampak tersebut meliputi fluktuasi debit dan transportasi sedimen pada aliran sungai.

b) Area tengah sungai

DAS bagian tengah berfungsi sebagai wilayah pemanfaatan air sungai bagi kepentingan ekonomi dan sosial. Ciri area ini mempunyai kuantitas dan kualitas air yang baik, kemampuan menyalurkan air, serta ketinggian muka air tanah. Selain itu juga berkaitan dengan prasarana perairan seperti pengelolaan sungai, waduk dan danau.

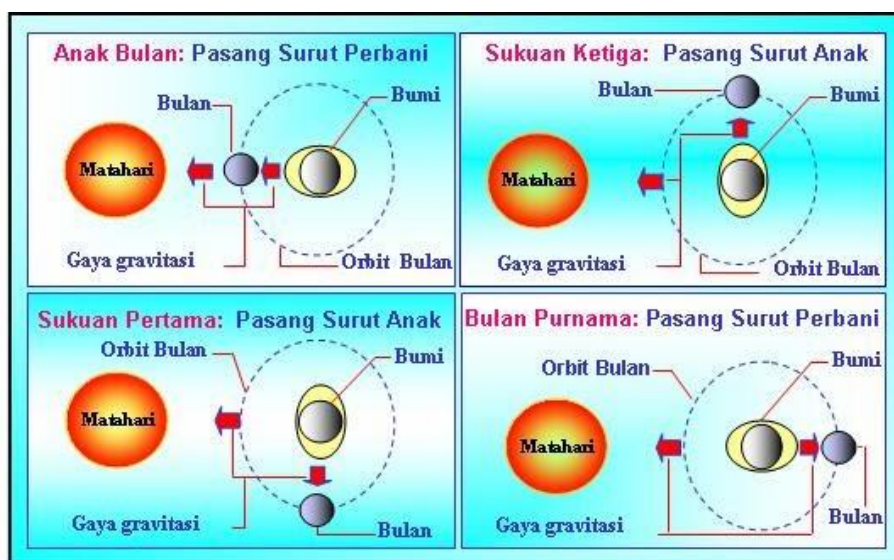
c) Area hilir sungai

Bagian Hilir Sungai (terletak di daerah muara sungai), ciri-ciri dari sungai bagian hilir antara lain: kemiringan sungai sangat landai, aliran sungai berjalan sangat lambat dan erosi sungai sudah tidak ada sementara yang ada adalah sedimentasi.

Pola aliran sungai akan menentukan bentuk DAS yang akan berpengaruh terhadap kecepatan aliran. Meski semua jaringan sungai bercabang dengan cara yang sama, namun setiap pola akan berbeda sesuai medan dan kondisi geologi aliran sungai.

2.2. Pasang Surut

Pasang surut merupakan salah satu gejala alam yang tampak di laut, yakni suatu gerakan vertikal partikel massa air laut dari permukaan sampai bagian terdalam dari dasar laut. Gerakan tersebut dipengaruhi gravitasi bumi dan bulan, bumi dan matahari, atau bumi dengan bulan dan matahari. Gravitasi berbanding secara langsung dengan massa, tetapi berbanding terbalik terhadap jarak. Meski massa bulan lebih kecil dari massa matahari tetapi jarak bulan ke bumi jauh lebih kecil, sehingga gaya tarik bulan terhadap bumi pengaruhnya lebih besar dibanding matahari terhadap bumi. Skema fenomena pasang surut dapat dilihat dibawah.



Gambar 2.1 Skema pasang surut purnama (spring tides) dan pasang surut perbani (neap tides)

Pasang surut purnama terjadi ketika bumi, bulan dan matahari berada dalam suatu garis lurus. Pada saat itu, akan dihasilkan pasang tinggi yang sangat tinggi dan pasang rendah yang sangat rendah, karena kombinasi gaya tarik dari matahari dan bulan bekerja saling menguatkan. Pasang surut purnama ini terjadi dua kali setiap bulan, yakni pada saat bulan baru dan bulan purnama. Sedangkan pasang surut perbani terjadi ketika bumi, bulan dan matahari membentuk sudut tegak lurus (Gambar 2.1). Saat itu, dihasilkan pasang tinggi yang rendah dan pasang rendah yang tinggi. Pasang surut perbani ini terjadi dua kali, yaitu pada saat bulan $1/4$ dan $3/4$ (Wardiyatmoko & Bintarto, 1994).

Pasang surut laut dapat didefinisikan pula sebagai gelombang yang dibangkitkan oleh adanya interaksi antara bumi, matahari dan bulan. Puncak gelombang disebut pasang tinggi (*High Water/HW*) dan lembah gelombang disebut surut/pasang rendah (*Low Water/LW*). Perbedaan vertikal antara pasang tinggi dan pasang rendah disebut rentang pasang surut atau tunggang pasut (*tidal range*) yang bisa mencapai beberapa meter hingga puluhan meter. Periode pasang surut adalah waktu antara puncak atau lembah gelombang ke puncak atau lembah gelombang berikutnya. Harga periode pasang surut bervariasi antara 12 jam 25 menit hingga 24 jam 50 menit (Setiawan, 2006)

Kejadian yang sebenarnya dari gerakan pasang surut air laut sangat rumit, sebab gerakan tersebut tergantung pula pada rotasi bumi, angin, arus laut dan keadaan-keadaan lain yang bersifat setempat. Gaya tarik gravitasi menarik air laut ke arah bulan dan matahari dan menghasilkan dua lengkungan (*bulge*) pasang surut gravitasional di laut. Lintang dari lengkungan pasang surut ditentukan oleh deklinasi, yaitu sudut antara sumbu rotasi bumi dan bidang orbital bulan dan matahari (Wardiyatmoko & Bintarto, 1994). Bentuk pasang surut di berbagai daerah tidak sama. Pasang surut di daerah Indonesia dapat dibedakan menjadi 4 tipe, yaitu:

1. Pasang surut tipe tengah harian/harian ganda (*semi diurnal type*):

Dalam 1 hari terjadi 2 kali air pasang dan 2 kali air surut dengan tinggi yang hampir sama dengan pasang surut terjadi secara berurutan dan teratur. Periode pasang surut rata-rata yaitu 12 jam 24 menit. Pasang surut tipe ini terdapat di selat Malaka sampai laut Andaman.

2. Pasang surut tipe harian tunggal (*diurnal type*):

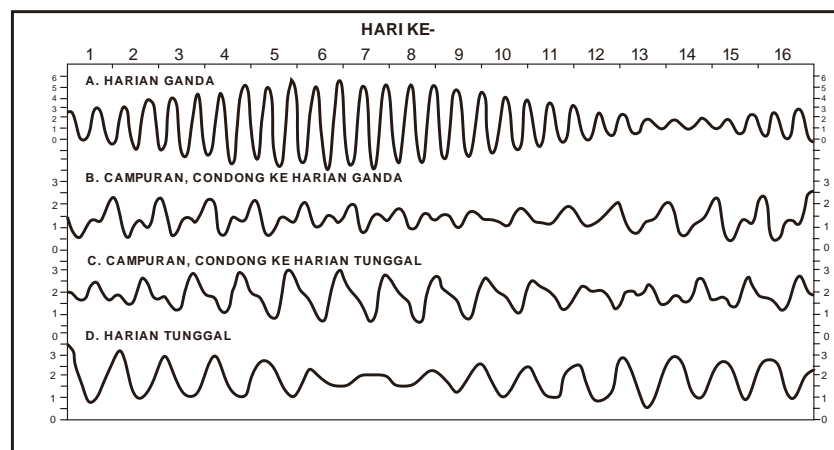
Dalam 1 hari terjadi 1 kali air pasang dan 1 kali air surut. Periode pasang surut yaitu 24 jam 50 menit dan terjadi di perairan Selat Karimata.

3. Pasang surut tipe campuran condong ke harian ganda (*mixed tide prevailing semi diurnal type*):

Dalam 1 hari terjadi 2 kali air pasang dan 2 kali air surut, tetapi tinggi dan periodenya berbeda. Pasang surut jenis ini banyak terdapat di perairan Indonesia Timur.

4. Pasang surut tipe campuran condong ke harian tunggal (*mixed tide prevailing diurnal type*):

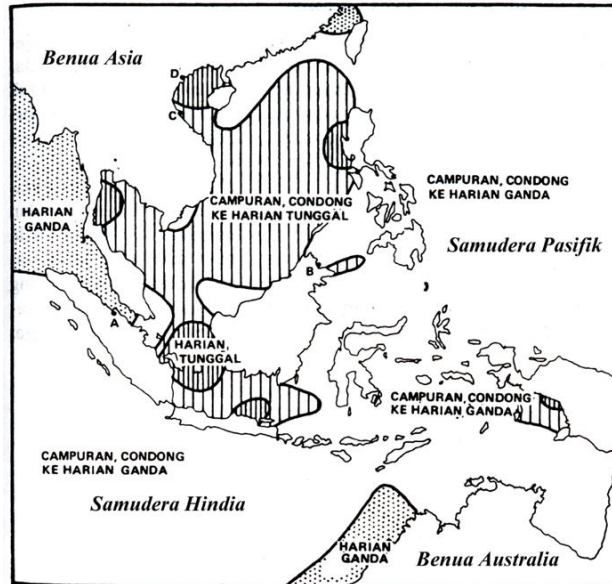
Pada tipe ini dalam 1 hari terjadi 1 kali air pasang dan 1 kali air surut, terkadang untuk sementara waktu terjadi 2 kali pasang dan 2 kali surut dengan tinggi dan periode yang berbeda. Pasang surut jenis ini terdapat di Selat Kalimantan dan pantai utara Jawa Barat.



Gambar 2. 2 Tipe pasang surut (Triatmodjo, Perencanaan Bangunan Pantai, 2012)

Tipe pasang surut ini penting diketahui untuk studi sipil, mengingat bila di suatu lokasi dengan tipe pasang surut harian tunggal atau campuran condong harian tunggal terjadi pencemaran, maka dalam waktu kurang dari 24 jam, pencemar diharapkan akan tersapu bersih dari lokasi. Namun pencemar akan pindah ke lokasi lain, bila tidak segera dilakukan *clean up*. Berbeda dengan lokasi dengan tipe harian ganda, atau tipe campuran condong harian ganda, maka pencemar tidak akan segera tergelontor keluar. Dalam sebulan, variasi harian dari

rentang pasang surut berubah secara sistematis terhadap siklus bulan. Rentang pasang surut bergantung pada bentuk perairan dan konfigurasi lantai samudera. Persebaran pasang surut di Indonesia dapat ditinjau pada gambar di bawah ini.



Gambar 2. 3 Sebaran pasang surut di perairan Indonesia dan sekitarnya (Triatmodjo, *Perencanaan Bangunan Pantai*, 2012)

Di beberapa tempat di dunia, terdapat beda antara pasang tertinggi dan surut terendah, bahkan di Teluk Fundy (Kanada) perbedaannya bisa mencapai 20 meter. Proses terjadinya pasang surut merupakan proses yang sangat kompleks, namun masih bisa diperhitungkan dan diramalkan. Pasang surut dapat diramalkan karena sifatnya periodik, dan untuk meramalkan pasang surut diperlukan data amplitudo dan beda fase dari masing-masing komponen pembangkit pasang surut.

Pasang surut tidak hanya mempengaruhi lapisan di bagian teratas saja, melainkan seluruh massa air yang bisa menimbulkan energi yang besar. Pada perairan pantai, gerakan naik turunnya muka air akan menimbulkan terjadinya arus pasang surut. Jika muka air bergerak naik, maka arus mengalir masuk, sedangkan pada saat muka air bergerak turun, arus mengalir ke luar. Pengetahuan mengenai pasang surut diperlukan dalam pembangunan pelabuhan, bangunan di pantai dan lepas pantai, serta dalam hal lain seperti pengelolaan dan budidaya di wilayah pesisir, pelayaran, peringatan dini terhadap bencana banjir air pasang dan pola umum gerakan massa air. Namun, yang paling penting adalah energinya dimanfaatkan untuk menghasilkan listrik (Surinati, 2007).

2.3. Hidrologi

Hidrologi membahas karakteristik menurut waktu dan ruang tentang kuantitas dan kualitas air bumi, termasuk di dalamnya kejadian, pergerakan, penyebaran, sirkulasi tampungan, eksplorasi, pengembangan dan manajemen. (Singh, 1992).

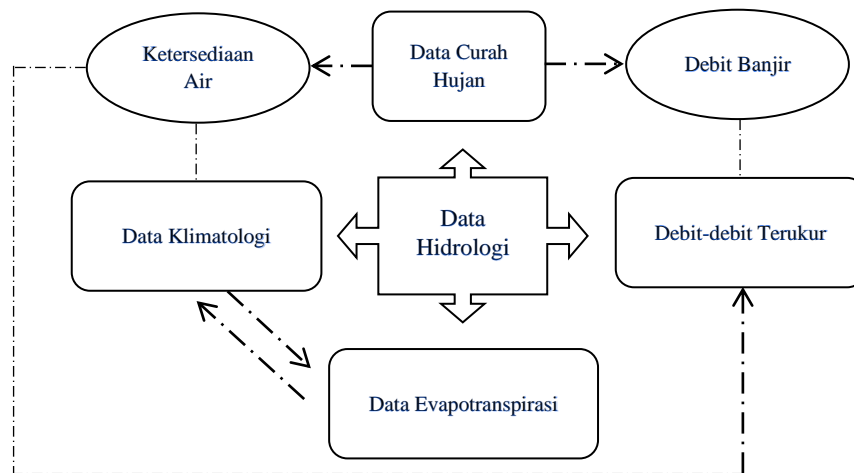
Secara umum Hidrologi adalah ilmu yang mempelajari masalah keberadaan air di bumi (siklus air) dan hidrologi memberikan alternatif pengembangan sumber daya air bagi pertanian dan industri. Hidrologi juga mempelajari perilaku hujan terutama meliputi periode ulang curah hujan karena berkaitan dengan perhitungan banjir serta rencana untuk setiap bangunan teknik sipil antara lain bendung, bendungan, jembatan, pembangkit listrik tenaga air, transportasi air dan drainase.

Untuk menyelesaikan persoalan drainase sangat berhubungan dengan aspek hidrologi khususnya masalah hujan sebagai sumber air yang akan dialirkan pada sistem drainase dan limpasan sebagai akibat tidak mempunyai sistem drainase mengalirkan ke tempat pembuangan akhir. Desain hidrologi diperlukan untuk mengetahui debit pengaliran.

Selain aliran permukaan, hujan merupakan faktor terpenting dalam analisis hidrologi. Intensitas hujan yang tinggi pada suatu kawasan hunian yang kecil dapat mengakibatkan genangan pada jalan-jalan, tempat parkir, dan tempat-tempat lainnya karena fasilitas drainase tidak di desain untuk mengalirkan air akibat intensitas hujan yang tinggi.

Air yang sampai ke permukaan tanah sebagian akan berinfiltrasi dan sebagian lagi mengisi cekungan-cekungan di permukaan tanah kemudian mengalir ke tempat yang lebih rendah (*runoff*), masuk ke sungai-sungai dan akhirnya ke laut. Dalam perjalanannya, sebagian air akan mengalami penguapan. Air yang masuk ke dalam tanah sebagian akan keluar lagi menuju sungai yang disebut dengan aliran antara (*interflow*), sebagian akan turun dan masuk ke dalam air tanah yang sedikit demi sedikit dan masuk ke dalam sungai sebagai aliran bawah tanah (*ground water flow*).

2.3.1. Data Hidrologi



Gambar 2. 4 Bagan Alir Data Hidrologi

2.3.1.1. Data Hujan

Data hujan yang akan digunakan dalam analisis hidrologi harus merupakan data yang mengandung kesalahan yang sekecil mungkin, karena menghilangkan sama sekali kesalahan adalah tidak mungkin (Harto, Hidrologi (Teori, Masalah dan Penyelesaiannya), 2000). Hal tersebut harus dilakukan, karena besaran hujan merupakan masukan terpenting dalam analisis, sehingga dapat dipahami, apabila kesalahan yang terbawa dalam data hujan terlalu besar, maka hasil analisis juga diragukan, padahal akan digunakan sebagai acuan dalam perencanaan maupun perancangan. Kesalahan-kesalahan yang banyak terjadi dalam analisis hujan adalah:

1. Kelengkapan data
2. Kepangghahan data (konsistensi data)
3. Cara analisis

2.3.1.2. Kelengkapan Data Hujan

Data hujan dikumpulkan dari lapangan oleh para petugas/pengamat. Dari pembacaan di alat ukur, kemudian dipindahkan dalam catatan sementara atau langsung ke formulir buku yang telah disediakan. Dengan mengikuti prosedur tersebut dan juga karena sebab-sebab lain, sering terjadi data hujan tidak terekam,

atau catatan sementara hilang/rusak, sehingga data hujan pada hari tertentu tidak diketahui. Hal tersebut berbeda bila memang pada hari tersebut tidak terjadi hujan.

Atau dengan kata lain dapat dikatakan bahwa data tidak lengkap disebabkan oleh faktor manusia atau alat. Misal kesengajaan pengamat tidak mencatat data ataupun bila mencatat data yang diukur salah pengukurannya. Atau sebagian data yang telah terukur hilang dalam pengarsipan dan rusak. Keadaan tersebut menyebabkan pada bagian-bagian tertentu dari data runtut waktu terdapat data kosong (*missing record*).

Jika hal seperti ini terlalu sering terjadi akan sangat merugikan, dan hal inilah yang kadang-kadang digunakan sebagai salah satu alasan untuk tidak menggunakan data stasiun tersebut secara keseluruhan dalam analisis, tanpa disadari bahwa dengan berkurangnya jumlah stasiun dalam analisis justru akan mengundang kesalahan lain.

Menurut (Harto, Hidrologi (Teori, Masalah dan Penyelesaiannya), 2000), beberapa kesalahan yang sangat sering dijumpai dalam data hidrologi diantaranya adalah:

1. Jaringan stasiun

Jumlah stasiun hujan atau debit dalam suatu DAS sangat menentukan kecermatan informasi yang akan digunakan dalam analisis. Makin tinggi kerapatan stasiun mungkin tinggi pula ketelitian data yang diperoleh. Selain itu pola penempatan stasiun dalam suatu DAS ternyata juga berpengaruh penting terhadap ketelitian hitungan.

2. Kelengkapan data

Dalam setiap upaya pengumpulan data hidrologi hampir selalu dijumpai sejumlah data yang hilang. Data yang hilang dapat dilakukan dengan cara yang betul agar dalam analisis selanjutnya kesalahan yang terjadi dapat dikurangi. Dalam hal ini di asumsikan bahwa sifat hujan harian di stasiun yang datanya hilang tersebut sebanding dengan sifat stasiun sekitarnya. Akan tetapi dalam pengujian yang dilakukan di sejumlah DAS di Pulau Jawa, ditemukan bahwa kedua cara tersebut ternyata menghasilkan data hujan yang menyimpang jauh dari yang sebenarnya. Sehingga disarankan lebih baik untuk tidak memperkirakan kembali data yang hilang tersebut sebelum

ditemukan cara yang terbaik yang sesuai dengan kondisi di Indonesia. Sehingga dengan acuan pernyataan tersebut peneliti mencoba juga melakukan kajian, dan hasil kajian terhadap pengisian data hidrologi yang hilang di sejumlah stasiun penakar hujan dan pencatat debit di Kalimantan Barat, yang juga menghasilkan data yang menyimpang jauh dari kenyataan, maka disarankan agar data yang hilang tidak perlu dicari lagi.

3. Panjang data

Panjang data juga berpengaruh terhadap kecermatan suatu jenis perhitungan tertentu. Selain mempengaruhi ketelitian analisis frekuensi, juga berpengaruh terhadap proses kalibrasi model.

4. Konsistensi data

Konsistensi data merupakan salah satu syarat mutlak bagi suatu seri data hujan, sebelum data tersebut dianalisis lebih jauh. Data dari setiap stasiun hujan harus diuji dengan cara-cara yang berlaku.

5. Cara analisis

Prosedur analisis harus dipilih yang tepat dan mengikuti cara-cara terbaru. Untuk mengurangi kesulitan analisis karena data yang hilang tersebut, kemudian dicoba untuk dapat memperkirakan besaran data yang hilang tersebut dengan membandingkannya dengan menggunakan data stasiun lain di sekitarnya. Dalam hal ini diandaikan (asumsi) bahwa sifat hujan di suatu stasiun sebanding dengan sifat hujan di sekitarnya. Secara umum, pengisian data hujan yang hilang dapat menggunakan 2 cara, yaitu cara empirik dan cara stokastik.

2.3.2. Analisis Hidrologi

Ilmu hidrologi secara umum diartikan sebagai ilmu yang mempelajari seluk-beluk air, kejadian, distribusi, sifat fisik dan sifat kimianya, serta pengaruhnya terhadap perilaku manusia dan lingkungan. Analisis hidrologi merupakan bidang yang sangat rumit dan kompleks. Hal ini disebabkan oleh ketidakpastian siklus hidrologi, rekaman data dan kualitas data (Triatmodjo, Hidrologi Terapan, 2010). Desain hidrologi diperlukan untuk mengetahui debit pengaliran.

2.3.2.1. Analisis Frekuensi Curah Hujan

Maksud dan tujuan dari penentuan Analisis Distribusi Curah Hujan yang paling sesuai adalah untuk menentukan metode analisis yang paling cocok digunakan dalam menentukan analisis frekuensi curah hujan tertentu. Distribusi yang dimaksud adalah distribusi yang tercakup dalam distribusi kontinu, diantaranya :

A. Distribusi Normal

Distribusi normal banyak digunakan dalam analisis hidrologi. Distribusi normal atau kurva normal ini biasanya disebut juga distribusi Gauss. Bentuk persamaan kurva frekuensi adalah :

$$X = \bar{X} + K_T \cdot Sd \quad (2.1)$$

Dengan : X = nilai suatu kejadian dengan periode ulang T tahun

\bar{X} = nilai rata-rata hitung kejadian-kejadian

Sd = simpangan baku (standar deviasi)

K_T = karakteristik dari distribusi probabilitas normal.

Nilai K_T didapat dengan membaca tabel area di bawah kurva standar Normal untuk nilai probabilitas kumulatif yang dihitung.

Tabel 2. 1 Nilai Variasi Reduksi Gauss

T (Tahun)	Peluang	k	T (Tahun)	Peluang	k
1,001	0,999	-3,05	3,33	0,3	0,52
1,005	0,995	-2,58	4	0,25	0,67
1,01	0,99	-2,33	5	0,2	0,84
1,05	0,95	-1,64	10	0,1	1,28
1,11	0,9	-1,28	20	0,05	1,64
1,25	0,8	-0,84	50	0,02	2,05
1,33	0,75	-0,67	100	0,01	2,33
1,43	0,7	-0,52	200	0,005	2,58
1,67	0,6	-0,25	500	0,002	2,88
2	0,5	0	1000	0,001	3,09
2,5	0,4	0,25			

Sumber: (Soewarno, 1995)

Tabel 2. 2 Wilayah Luas di Bawah Kurva Normal

Z	0	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
2	0,9772	0,9778	0,9783	0,9788	0,9793	0,9798	0,9803	0,9808	0,9812	0,9817
1,9	0,9713	0,9719	0,9726	0,9732	0,9738	0,9744	0,9750	0,9756	0,9761	0,9767
1,8	0,9641	0,9649	0,9656	0,9664	0,9671	0,9678	0,9686	0,9693	0,9699	0,9706
1,7	0,9554	0,9564	0,9573	0,9582	0,9591	0,9599	0,9608	0,9616	0,9625	0,9633
1,6	0,9452	0,9463	0,9474	0,9484	0,9495	0,9505	0,9515	0,9525	0,9535	0,9545
1,5	0,9332	0,9345	0,9357	0,9370	0,9382	0,9394	0,9406	0,9418	0,9429	0,9441
1,4	0,9192	0,9207	0,9222	0,9236	0,9251	0,9265	0,9279	0,9292	0,9306	0,9319
1,3	0,9032	0,9049	0,9066	0,9082	0,9099	0,9115	0,9131	0,9147	0,9162	0,9177
1,2	0,8849	0,8869	0,8888	0,8907	0,8925	0,8944	0,8962	0,8980	0,8997	0,9015
1,1	0,8643	0,8665	0,8686	0,8708	0,8729	0,8749	0,8770	0,8790	0,8810	0,8830
1	0,8413	0,8438	0,8461	0,8485	0,8508	0,8531	0,8554	0,8577	0,8599	0,8621
0,9	0,8159	0,8186	0,8212	0,8238	0,8264	0,8289	0,8315	0,8340	0,8365	0,8389
0,8	0,7881	0,7910	0,7939	0,7967	0,7995	0,8023	0,8051	0,8078	0,8106	0,8133
0,7	0,7580	0,7611	0,7642	0,7673	0,7704	0,7734	0,7764	0,7794	0,7823	0,7852
0,6	0,7257	0,7291	0,7324	0,7357	0,7389	0,7422	0,7454	0,7486	0,7517	0,7549
0,5	0,6915	0,6950	0,6985	0,7019	0,7054	0,7088	0,7123	0,7157	0,7190	0,7224
0,4	0,6554	0,6591	0,6628	0,6664	0,6700	0,6736	0,6772	0,6808	0,6844	0,6879
0,3	0,6179	0,6217	0,6255	0,6293	0,6331	0,6368	0,6406	0,6443	0,6480	0,6517
0,2	0,5793	0,5832	0,5871	0,5910	0,5948	0,5987	0,6026	0,6064	0,6103	0,6141
0,1	0,5398	0,5438	0,5478	0,5517	0,5557	0,5596	0,5636	0,5675	0,5714	0,5753
0	0,5000	0,5040	0,5080	0,5120	0,5160	0,5199	0,5239	0,5279	0,5319	0,5359
	0,5000	0,4960	0,4920	0,4880	0,4840	0,4801	0,4761	0,4721	0,4681	0,4641
-0,1	0,4602	0,4562	0,4522	0,4483	0,4443	0,4404	0,4364	0,4325	0,4286	0,4247
-0,2	0,4207	0,4168	0,4129	0,4090	0,4052	0,4013	0,3974	0,3936	0,3897	0,3859
-0,3	0,3821	0,3783	0,3745	0,3707	0,3669	0,3632	0,3594	0,3557	0,3520	0,3483
-0,4	0,3446	0,3409	0,3372	0,3336	0,3300	0,3264	0,3228	0,3192	0,3156	0,3121
-0,5	0,3085	0,3050	0,3015	0,2981	0,2946	0,2912	0,2877	0,2843	0,2810	0,2776
-0,6	0,2743	0,2709	0,2676	0,2643	0,2611	0,2578	0,2546	0,2514	0,2483	0,2451
-0,7	0,2420	0,2389	0,2358	0,2327	0,2296	0,2266	0,2236	0,2206	0,2177	0,2148
-0,8	0,2119	0,2090	0,2061	0,2033	0,2005	0,1977	0,1949	0,1922	0,1894	0,1867
-0,9	0,1841	0,1814	0,1788	0,1762	0,1736	0,1711	0,1685	0,1660	0,1635	0,1611
-1	0,1587	0,1562	0,1539	0,1515	0,1492	0,1469	0,1446	0,1423	0,1401	0,1379
-1,1	0,1357	0,1335	0,1314	0,1292	0,1271	0,1251	0,1230	0,1210	0,1190	0,1170
-1,2	0,1151	0,1131	0,1112	0,1093	0,1075	0,1056	0,1038	0,1020	0,1003	0,0985
-1,3	0,0968	0,0951	0,0934	0,0918	0,0901	0,0885	0,0869	0,0853	0,0838	0,0823
-1,4	0,0808	0,0793	0,0778	0,0764	0,0749	0,0735	0,0721	0,0708	0,0694	0,0681
-1,5	0,0668	0,0655	0,0643	0,0630	0,0618	0,0606	0,0594	0,0582	0,0571	0,0559
-1,6	0,0548	0,0537	0,0526	0,0516	0,0505	0,0495	0,0485	0,0475	0,0465	0,0455
-1,7	0,0446	0,0436	0,0427	0,0418	0,0409	0,0401	0,0392	0,0384	0,0375	0,0367
-1,8	0,0359	0,0351	0,0344	0,0336	0,0329	0,0322	0,0314	0,0307	0,0301	0,0294
-1,9	0,0287	0,0281	0,0274	0,0268	0,0262	0,0256	0,0250	0,0244	0,0239	0,0233
-2	0,0228	0,0222	0,0217	0,0212	0,0207	0,0202	0,0197	0,0192	0,0188	0,0183

Sumber: (Sudjana, 2005)

B. Distribusi Gumbel Tipe I

Dalam Soewarno (2000), dikatakan bahwa distribusi Gumbel Tipe I atau disebut juga dengan distribusi ekstrem 1 (*extreme type I distribution*) umumnya digunakan untuk analisis data maksimum, misal untuk analisis frekuensi banjir.

Persamaan garis lurus model matematik distribusi Gumbel Tipe I yang ditentukan dengan menggunakan metode momen adalah :

$$Y = a \cdot (X - X_o) \quad ; \quad a = \frac{1,283}{Sd}$$

$$X_o = \mu - \frac{0,577}{a} \quad \text{atau} \quad X_o = \mu - 0,455 \cdot Sd \quad (2.2)$$

Dengan : μ = nilai rata-rata
 Sd = standar deviasi

Nilai Y merupakan faktor reduksi Gumbel Tipe I merupakan fungsi dari besarnya peluang atau periode ulang seperti yang ditunjukkan dalam tabel berikut:

Tabel 2. 3 Nilai Variabel Reduksi Gumbel

T (Tahun)	Peluang	Y	T (Tahun)	Peluang	Y
1,001	0,001	-1,93	3,33	0,7	1,03
1,005	0,005	-1,67	4	0,75	1,24
1,01	0,01	-1,53	5	0,8	1,51
1,05	0,05	-1,097	10	0,9	2,25
1,11	0,1	-0,834	20	0,95	2,97
1,25	0,2	-0,476	50	0,98	3,9
1,33	0,25	-0,326	100	0,99	4,6
1,43	0,3	-0,185	200	0,995	5,29
1,67	0,4	0,087	500	0,998	6,21
2	0,5	0,366	1000	0,999	6,9
2,5	0,6	0,671			

Sumber : (Soewarno, 1995)

Perhitungan persamaan garis lurus untuk distribusi Gumbel Tipe I dapat juga menggunakan persamaan distribusi frekuensi empiris sebagai berikut :

$$X = \bar{X} + \frac{Sd}{S_n} (Y - Y_n) \quad (2.3)$$

Dengan : X = nilai variat yang diharapkan terjadi
 \bar{X} = nilai rata-rata hitung variat
 Y = nilai reduksi variat dari variabel yang diharapkan terjadi pada periode ulang tertentu
 Y_n = nilai rata-rata dari reduksi variat
 S_n = deviasi standar dari reduksi variat

Tabel 2. 4 Hubungan Reduksi Variat Rata-Rata Y_n dengan Jumlah Data n

n	Y_n	S_n	n	Y_n	S_n
5	0,4588	0,7928	20	0,5236	1,0628
6	0,469	0,8388	21	0,5252	1,0694
7	0,4774	0,8749	22	0,5268	1,0755
8	0,4843	0,9013	23	0,5283	1,0812
9	0,4902	0,9288	24	0,5296	1,0865
10	0,4952	0,9496	25	0,5309	1,0914
11	0,4996	0,9697	26	0,532	1,0961
12	0,5035	0,9833	27	0,5332	1,1005
13	0,507	0,9971	28	0,5343	1,1017
14	0,51	1,0095	29	0,5353	1,1086
15	0,5128	1,0206	30	0,5362	1,1124
16	0,5154	1,0306	31	0,5371	1,1159
17	0,5177	1,0397	32	0,538	1,1193
18	0,5198	1,0481	33	0,5388	1,1225
19	0,5217	1,0557	34	0,5396	1,1256

Sumber : (Soewarno, 1995)

Tabel 2. 5 Hubungan Reduksi Deviasi Standar dan Reduksi Variat

n	S_n	n	S_n	n	S_n	n	S_n
10	0,9496	33	1,1226	56	1,1696	79	1,193
11	0,9676	34	1,1255	57	1,1708	80	1,1938
12	0,9833	35	1,1285	58	1,1721	81	1,1945
13	0,9971	36	1,1313	59	1,1734	82	1,1953
14	1,0095	37	1,1339	60	1,1747	83	1,1959
15	1,0206	38	1,1363	61	1,1759	84	1,1967
16	1,0316	39	1,1388	62	1,177	85	1,1973
17	1,0411	40	1,1413	63	1,1782	86	1,198
18	1,0493	41	1,1436	64	1,1793	87	1,1987
19	1,0565	42	1,1458	65	1,1803	88	1,1994
20	1,0628	43	1,148	66	1,1814	89	1,2001
21	1,0696	44	1,1499	67	1,1824	90	1,2007
22	1,0754	45	1,1519	68	1,1834	91	1,2013
23	1,0811	46	1,1538	69	1,1844	92	1,202
24	1,0864	47	1,1557	70	1,1854	93	1,2026
25	1,0915	48	1,1574	71	1,1863	94	1,2032
26	1,0961	49	1,159	72	1,1873	95	1,2038
27	1,1004	50	1,1607	73	1,1881	96	1,2044
28	1,1047	51	1,1623	74	1,189	97	1,2049
29	1,108	52	1,1638	75	1,1898	98	1,2055
30	1,1124	53	1,1658	76	1,1906	99	1,206
31	1,1159	54	1,1667	77	1,1915	100	1,2065
32	1,1193	55	1,1681	78	1,1923		

Sumber ; (Soewarno, 1995)

C. Distribusi Log Pearson Tipe III

Distribusi Log Pearson Tipe III, banyak digunakan dalam analisis hidrologi, terutama dalam analisis data maksimum (banjir) dan minimum (debit minimum) dengan nilai ekstrem (Soewarno; 1995). Bentuk ini merupakan hasil transformasi dari Distribusi Pearson Tipe III dengan menggantikan variat menjadi nilai logaritmik. Bentuk kumulatif dari distribusi Log Pearson Tipe III dengan nilai Variatnya X apabila digambarkan pada kertas peluang logaritmik akan merupakan model matematik persamaan garis lurus;

$$Y = \bar{Y} + k.Sd \quad (2.4)$$

Dengan : Y = nilai logaritma dari X ($\log X$ atau $\ln X$)

\bar{Y} = nilai rata-rata hitung atau rata-rata geometrik nilai Y

Sd = simpangan baku (standar deviasi) nilai Y

k = faktor sifat distribusi Log Pearson Tipe III

Langkah-langkah perhitungan sebagai berikut:

1. Tentukan logaritma dari semua nilai variat X
2. Hitung nilai rata-ratanya :

$$\overline{\text{Log } X} = \frac{\sum \log X}{n}$$

3. Hitung nilai deviasi standar dari log X

$$S_{\text{Log } X} = \sqrt{\frac{(\log X - \overline{\text{Log } X})^2}{n - 1}}$$

4. Hitung nilai koefisien kemencengan (*skewness*)

$$Cs = \frac{n \cdot \sum (\log X - \overline{\text{Log } X})}{(n - 1) \cdot (n - 2) \cdot (S_{\text{Log } X})}$$

Sehingga persamaannya dapat ditulis :

$$\text{Log } X = \overline{\text{Log } X} + k \cdot (S_{\text{Log } X})$$

Tentukan anti log dari nilai Log X untuk mendapat nilai X yang diharapkan terjadi pada tingkat peluang atau periode tertentu sesuai dengan nilai Cs nya.

Nilai K berdasarkan Cs seperti tabel berikut :

Tabel 2. 6 Hubungan Periode Ulang (T) dengan Koefisien Skewness (Cs)

Kemencengan (Cs)	Periode Ulang					
	2	5	10	25	50	100
3,00	-0,396	0,420	1,180	2,278	3,152	4,051
2,50	-0,360	0,518	1,125	2,262	1,048	3,845
2,20	-0,330	0,574	1,284	2,240	2,970	3,705
2,00	-0,307	0,609	1,302	2,219	2,912	3,605
1,80	-0,282	0,643	1,318	2,193	2,848	3,499
1,60	-0,254	0,675	1,329	2,163	2,780	3,388
1,40	-0,225	0,705	1,337	2,128	2,706	3,271
1,20	-0,195	0,732	1,340	2,087	2,626	3,149
1,00	-0,164	0,758	1,340	2,043	2,542	3,022
0,90	-0,148	0,769	1,339	2,018	2,498	2,957
0,80	-0,132	0,780	1,336	1,998	2,453	2,891
0,70	-0,116	0,790	1,333	1,967	2,407	2,824
0,60	-0,099	0,800	1,328	1,939	2,359	2,755
0,50	-0,083	0,808	1,323	1,910	2,311	2,686
0,40	-0,066	0,816	1,317	1,880	2,261	2,615
0,30	-0,050	0,824	1,309	1,849	2,211	2,544
0,20	-0,033	0,830	1,301	1,818	2,159	2,472
0,10	-0,017	0,836	1,292	1,785	2,107	2,400
0,00	0,000	0,842	1,282	1,751	2,054	2,326
-0,10	0,017	0,847	1,270	1,761	2,000	2,252
-0,20	0,033	0,850	1,258	1,680	1,945	2,178
-0,30	0,050	0,853	1,245	1,643	1,890	2,104
-0,40	0,066	0,855	1,231	1,606	1,834	2,029
-0,50	0,083	0,856	1,216	1,567	1,777	1,955
-0,60	0,099	0,857	1,200	1,528	1,720	1,880
-0,70	0,116	0,857	1,183	1,488	1,663	1,806
-0,80	0,132	0,856	1,166	1,448	1,606	1,733
-0,90	0,148	0,854	1,147	1,407	1,549	1,660
-1,00	0,164	0,852	1,128	1,366	1,492	1,588
-1,20	0,195	0,844	1,086	1,282	1,379	1,449
-1,40	0,225	0,832	1,041	1,198	1,270	1,318
-1,60	0,254	0,817	0,994	1,116	1,166	1,197
-1,80	0,282	0,799	0,945	1,035	1,069	1,087
-2,00	0,307	0,777	0,895	0,959	0,980	0,990
-2,20	0,330	0,752	0,844	0,888	0,900	0,905
-2,50	0,360	0,711	0,771	0,793	0,798	0,799
-3,00	0,396	0,636	0,660	0,666	0,666	0,667

Sumber: (Soemarto, 1999)

Tabel 2. 7 Distribusi Pearson Tipe III dan Log Pearson Tipe III

Cs	Peluang		Cs	Peluang	
	0,1	0,05		0,1	0,05
3	7,25	10,875	-0,1	3,95	5,925
2,5	6,6	9,9	-0,2	2,81	4,215
2,2	6,2	9,3	-0,3	2,675	4,0125
2	5,91	8,865	-0,4	2,54	3,81
1,8	5,66	8,49	-0,5	2,4	3,6
1,6	5,39	8,085	-0,6	2,275	3,4125
1,4	5,11	7,665	-0,7	2,15	3,225
1,2	4,82	7,23	-0,8	2,035	3,0525
1	4,54	6,81	-0,9	1,91	2,865
0,9	4,395	6,5925	-1	1,8	2,7
0,8	4,25	6,375	-1,2	1,625	2,4375
0,7	4,105	6,1575	-1,4	1,465	2,1975
0,6	3,96	5,94	-1,6	1,28	1,92
0,5	3,815	5,7225	-1,8	1,13	1,695
0,4	3,67	5,505	-2	1	1,5
0,3	3,525	5,2875	-2,2	0,91	1,365
0,2	3,38	5,07	-2,5	0,802	1,203
0,1	3,235	4,8525	-3	0,668	1,002
0	3,09	4,635			

Sumber: (Soemarto, 1999)

D. Distribusi Log Normal 2 Parameter

Distribusi Log Normal 2 Parameter mempunyai persamaan transformasi :

$$\text{Log } X = \overline{\text{Log } X} + K \cdot S_{\text{Log } X} \quad (2.5)$$

Dengan :

$\text{Log } X$ = nilai variat X yang diharapkan terjadi

$\overline{\text{Log } X}$ = rata-rata nilai X hasil pengamatan

$S_{\text{Log } X}$ = deviasi standar logaritmik nilai X hasil pengamatan

K = karakteristik dari distribusi Log Normal

Nilai K dapat diperoleh dari tabel yang merupakan fungsi peluang kumulatif dan periode ulang. Parameter statistik metode Log Normal 2 Parameter dapat dicari dengan :

1. Koefisien Variasi (Cv)

$$Cv = \frac{\sigma}{u} = [e^{\sigma^2} \cdot n - 1]^{0,5} = \frac{Sd}{\bar{X}}$$

2. Koefisien Skewness (Cs)

$$Cs = 3.Cv + Cv^3$$

3. Koefisien Kurtosis(Ck)

$$Ck = Cv^8 + 6.Cv^6 + 15.Cv^4 + 16.Cv^2 + 3$$

Jika tanpa menggunakan nilai logaritmik, dapat menggunakan cara $X = \bar{X} + K.S$ dimana nilai K diambil dari tabel nilai fungsi kumulatif dari periode ulang dengan nilai koefisien variasinya.

Tabel 2. 8 Nilai Faktor Frekuensi k untuk Distribusi Log Normal 2 parameter

Koefisien Variasi (Cv)	Peluang Kumulatif P(%) : P(X ≤ X)					
	50	80	90	95	98	99
	Perode Ulang (Tahun)					
	2	5	10	20	50	100
0,05	-0,025	0,8334	1,2965	1,6863	2,1341	2,457
0,1	-0,0496	0,8222	1,3078	1,7247	2,213	2,5489
0,15	-0,0738	0,8085	1,3156	1,7598	2,2899	2,2607
0,2	-0,0971	0,7926	1,32	1,7598	2,364	2,7716
0,25	-0,1194	0,7746	1,3209	1,7911	2,4318	2,8805
0,3	-0,1406	0,7647	1,3183	1,8183	2,5015	2,9866
0,35	-0,1604	0,7333	1,3126	1,8414	2,5638	3,089
0,4	-0,1788	0,71	1,3037	1,8602	2,6212	3,187
0,45	-0,1957	0,687	1,29	1,8746	2,6731	3,2799
0,5	-0,2111	0,6626	1,2778	1,8848	2,7202	3,3673
0,55	-0,2251	0,6379	1,2613	1,8909	2,7613	3,4488
0,6	-0,2375	0,6129	1,2428	1,8931	2,7971	3,5211
0,65	-0,2185	0,5879	1,2226	1,8951	2,8279	3,393
0,7	-0,2582	0,5631	1,2011	1,8866	2,8532	3,3663
0,75	-0,2667	0,5387	1,1784	1,8677	2,8735	3,7118
0,8	-0,2739	0,5118	1,1548	1,8543	2,8891	3,7617
0,85	-0,2801	0,4914	1,1306	1,8388	2,9002	3,8056
0,9	-0,2852	0,4686	1,106	1,8212	2,9071	3,8137
0,95	-0,2895	0,4466	1,081	1,8021	2,9103	3,8762
1	-0,2929	0,4254	1,056	1,7815	2,9098	3,9035

Sumber : (Soewarno, 1995)

E. Distribusi Log Normal 3 Parameter

Yang dimaksud dengan Log Normal 3 Parameter adalah hasil transformasi distribusi normal dengan modifikasi suatu parameter dengan β sebagai batas bawah, sehingga nilai variat X harus ditransformasikan menjadi $(X - \beta)$ dan nilai $\ln X$ menjadi $\ln (X - \beta)$. Persamaan garis lurus metode Log Normal 3 Parameter ini adalah :

$$Y = \bar{Y} + K.Sd \quad (2.6)$$

Dengan : Y = logaritma dari kejadian $(X - \beta)$, pada periode ulang tertentu

\bar{Y} = nilai rata-rata kejadian Y

Sd = deviasi standar variat X

K = nilai karakteristik dari distribusi Log Normal 3 Parameter

Nilai K tergantung pada koefisien *skewness*, dapat diperoleh dari tabel. Jika tanpa menggunakan nilai logaritmik, dapat menggunakan cara $X = \bar{X} + K.Sd$, dimana nilai K diambil dari tabel nilai fungsi kumulatif dari periode ulang dengan nilai koefisien *skewness* nya.

Tabel 2. 9 Nilai Faktor Frekuensi & untuk Distribusi Log Normal 3 Parameter

Koefisien Variasi (Cv)	Peluang Kumulatif P(%):P(X≤X)					
	50	80	90	95	98	99
	Perode Ulang (Tahun)					
	2	5	10	20	50	100
-2	0,2366	-0,6144	-1,2437	-1,8916	-2,7943	-3,5196
-1,8	0,224	-0,6395	-1,2621	-1,8928	-2,7578	-3,4433
-1,6	0,2092	-0,6654	-1,2792	-1,8901	-2,7138	-3,357
-1,4	0,192	-0,692	-1,2943	-1,8827	-2,6615	-3,2601
-1,2	0,1722	-0,7186	-1,3067	-1,8696	-2,6002	-3,1521
-1	0,1495	-0,7449	-1,3156	-1,8501	-2,5294	-3,0333
-0,8	0,1241	-0,77	-1,3201	-1,8235	-2,4492	-2,9043
-0,6	0,0959	-0,793	-0,3194	-1,7894	-2,36	-2,7665
-0,4	0,0654	-0,8131	-0,3128	-1,7478	-2,2631	-2,6223
-0,2	0,0332	-0,8296	-0,3002	-1,6993	-2,1602	-2,4745
0	0	0	0	0	0	0
0,2	-0,0332	0,8296	0,3002	1,6993	2,1602	2,4745
0,4	-0,0654	0,8131	0,3128	1,7478	2,2631	2,6223
0,6	-0,0959	0,793	0,3194	1,7894	2,36	2,7665
0,8	-0,1241	0,77	1,3201	1,8235	2,4492	2,9043
1	-0,1495	0,7449	1,3156	1,8501	2,5294	3,0333
1,2	-0,1722	0,7186	1,3067	1,8696	2,6002	3,1521
1,4	-0,192	0,692	1,2943	1,8827	2,6615	3,2601
1,6	-0,2092	0,6654	1,2792	1,8901	2,7138	3,357
1,8	-0,224	0,6395	1,2621	1,8928	2,7578	3,4433
2	-0,2366	0,6144	1,2437	1,8916	2,7943	3,5196

Sumber: (Soewarno, 1995)

2.3.2.2. Uji Kecocokan

Maksud dan tujuannya adalah untuk menentukan metode analisis apa yang cocok digunakan dalam menentukan hujan periode ulang tertentu. Metode yang dimaksud adalah metode yang merupakan metode yang tercakup dalam distribusi kontinu; Normal, Pearson Tipe III, Log Pearson Tipe III, Gumbel Tipe I, Log Normal dan sebagainya. Ada 2 tahap pengujian, yaitu:

1. Uji Deskriptor Statistik

Merupakan pengujian terhadap besaran statistik data (nilai koefisien kurtosis, nilai koefisien skewness dan nilai koefisien Variasi), yang akan dibandingkan dengan nilai tabel untuk dilihat/dibandingkan apakah data yang digunakan mendekati parameter statistik acuan yang telah ditentukan dari salah satu metode yang ada atau tidak.

Tabel 2. 10 Nilai Acuan Deskriptor Statistik Dari Beberapa Metode

Metode	Cv	Ck	Cs
Normal	$\frac{Sd}{\bar{X}}$	3	0
Gumbel Tipe I	$\frac{Sd}{\bar{X}}$	5,402	1,139
Log Pearson Tipe III	0,3	$\left\{ \frac{n(n+1)}{(n-1)(n-2)(n-3)} \sum \left(\frac{\text{Log } X_i - \text{Log } \bar{X}}{S_{\text{Log } X}} \right)^4 \right\} - \frac{3(n-1)^2}{(n-2)(n-3)}$	$\frac{n \sum (\text{Log } X_i - \text{Log } \bar{X})^3}{(n-1)(n-2)(S_{\text{Log } X})^3}$
Log Normal 2 parameter	$\frac{Sd}{\bar{X}}$	$Cv^8 + Cv^6 + 15Cv^4 + 16Cv^2 + 3$	$3Cv + Cv$
Log Normal 3 parameter	$\frac{Sd}{\bar{X}}$	3,8	0,702

Sumber: (Nazarudin, 2019)

Parameter Statistik Data (Hasil Perhitungan)

1. Nilai rata – rata (\bar{X}) :

$$\bar{X} = \frac{\sum X_i}{n} \quad (2.7)$$

2. Standar Deviasi (Sd):

$$Sd = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n - 1}} \quad (2.8)$$

3. Koefisien Variasi (Cv) :

$$Cv = \frac{Sd}{\bar{X}} \quad (2.9)$$

4. Koefisien Kurtosis (Ck) :

$$Ck = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Xi - \bar{X})^4}{Sd^4} \quad (2.10)$$

5. Koefisien Skewness (Cs) :

$$Cs = \frac{n \sum (Xi - \bar{X})^3}{(n-1)(n-2)(Sd^3)} \quad (2.11)$$

Uji parameter statistik dilakukan dengan membandingkan nilai parameter statistik hitung dengan tetapan dari tabel Nilai Acuan Deskriptor Statistik dari beberapa Metode. Untuk menguji hasil perhitungan nilai parameter statistik Ck dan Cs dengan Metode Normal dan Gumbel Tipe I, dapat langsung menggunakan tabel tersebut. Untuk menguji hasil perhitungan nilai parameter statistik Cv Metode Normal dan Gumbel Tipe I menggunakan perbandingan Standar Deviasi (Sd), dengan nilai rata – rata data hujan (\bar{X}). Untuk mendapatkan nilai parameter statistik Log Pearson Tipe III, Log Normal 2 Parameter dan Log Normal 3 Parameter, maka data diolah dalam bentuk Logaritma.

Hitung persen relatif *error* hasil perhitungan terhadap masing-masing metode yang diuji menggunakan rumus:

$$\varepsilon = \left| \frac{P - Pn}{Pn} \right| \times 100\% \quad (2.12)$$

Dengan :

ε = Persen Relatif *Error*

P = Nilai Parameter Deskriptor Statistik Data

Pn = Nilai Parameter Deskriptor Statistik Acuan

2. *Goodness Of Fit Test; Uji Chi Kuadrat (x^2) dan Uji Smirnov-Kolmogorov*

Uji Kecocokan *Smirnov-Kolmogorov*, sering juga disebut uji kecocokan non parametrik (*non parametric test*), karena pengujiannya tidak menggunakan fungsi distribusi tertentu. Prosedurnya adalah sebagai berikut :

1. Urutkan data (dari besar ke kecil atau sebaliknya) dan tentukan besarnya peluang dari masing-masing data tersebut :

X_1	$P(X_1)$
X_2	$P(X_2)$
X_m	$P(X_m)$
X_n	$P(X_n)$

2. Tentukan nilai masing-masing peluang teoretis dari penggambaran data (persamaan distribusinya) :

X_1	$P'(X_1)$
X_2	$P'(X_2)$
X_m	$P'(X_m)$
X_n	$P'(X_n)$

3. Dari kedua nilai peluang tersebut tentukan selisih terbesarnya antara peluang pengamatan dengan peluang teoretis.

$$D = \text{maksimum} [P(X_m) - P'(X_m)] \quad (2.13)$$

4. Berdasarkan tabel nilai kritis (*Smirnov-Kolmogorov test*) tentukan harga D_0 (Lihat Tabel 2.11).

Apabila D lebih kecil dari D_0 maka distribusi teoretis yang digunakan untuk menentukan persamaan distribusi dapat diterima, apabila D lebih besar dari D_0 maka distribusi teoretis yang digunakan untuk menentukan persamaan distribusi tidak dapat diterima.

Tabel 2. 11 Nilai Kritis D_0 untuk Uji *Smirnov-Kolmogorov*

n	α			
	0,2	0,1	0,05	0,01
5	0,45	0,51	0,56	0,67
10	0,32	0,37	0,41	0,49
15	0,27	0,3	0,34	0,4
20	0,23	0,26	0,29	0,36
25	0,21	0,24	0,27	0,32
30	0,19	0,22	0,24	0,29
35	0,18	0,2	0,23	0,27
40	0,17	0,19	0,21	0,25
45	0,16	0,18	0,2	0,24
50	0,15	0,17	0,19	0,23
n > 50	$\frac{1,07}{n^{0,5}}$	$\frac{1,22}{n^{0,5}}$	$\frac{1,36}{n^{0,5}}$	$\frac{1,63}{n^{0,5}}$

Sumber: (Bonnier, 1980)

2.3.2.3. Hujan Periode Ulang

Berdasarkan tata cara penyusunan rencana induk sistem drainase perkotaan, periode ulang harus memenuhi ketentuan sebagai berikut:

1. Periode ulang yang dipakai berdasarkan luas daerah pengaliran saluran dan jenis kota yang akan direncanakan sistem drainase nya, seperti terlihat dalam Tabel 2.12.
2. Untuk bangunan pelengkap dipakai periode ulang yang sama dengan sistem saluran di mana bangunan pelengkap ini berada ditambah 10% debit saluran.
3. Perhitungan curah hujan berdasarkan data hidrologi minimal 10 tahun terakhir (mengacu pada tata cara analisis curah hujan drainase perkotaan).

Tabel 2. 12 Periode Ulang Berdasarkan Tipologi Kota

Tipologi Kota	Daerah Tangkapan Hujan (Ha)			
	< 10	10 - 100	101 - 500	> 500
Kota Metropolitan	2 Th	2 - 5 Th	5 - 10 Th	10 - 25 Th
Kota Besar	2 Th	2 - 5 Th	2 - 5 Th	5 - 20 Th
Kota Sedang	2 Th	2 - 5 Th	2 - 5 Th	5 - 10 Th
Kota Kecil	2 Th	2 Th	2 Th	2 - 5 Th

Sumber: (Direktorat Jenderal Cipta Karya, 2012)

Klasifikasi kota berdasarkan batasan jumlah penduduk bermacam-macam yang digunakan, parameter jumlah penduduk menurut C. Doxiadis mengemukakan:

Tabel 2. 13 Klasifikasi kota secara kuantitatif menurut C. Doxiadis

No	Tahapan Kota	Jumlah Penduduk
1	Dwelling group	40
2	Small neighborhood	250
3	Neighborhood	1.500
4	Small town	9.000
5	Town	50.000
6	Large city	300.000
7	Metropolis	2.000.000
8	Conurbation	14.000.000
9	Megalopolis	100.000.000
10	Urban region	700.000.000
11	Urban continent	5.000.000.000
12	Ecumenopolis	30.000.000.000

Sumber: (Binarto, 1984)

2.3.2.4. Intensitas Curah Hujan

Intensitas hujan adalah tinggi atau kedalaman air hujan per satuan waktu. Sifat umum hujan adalah makin singkat hujan berlangsung makin tinggi dan makin besar periode ulang semakin tinggi pula intensitasnya. Intensitas hujan diperoleh dengan cara melakukan analisis data hujan baik secara statistik maupun secara empiris.

Untuk data hujan jangka pendek dapat digunakan rumus Tallbot, Sherman, Ishiguro. Apabila data hujan jangka pendek tidak tersedia dapat dihitung dengan rumus Mononobe.

Intensitas curah hujan adalah ketinggian curah hujan yang terjadi pada suatu kurun waktu di mana air tersebut berkonsentrasi. Analisis intensitas curah hujan ini dapat diproses dari data curah hujan yang terjadi pada masa lampau.

Intensitas Hujan dicari dengan menggunakan Metode Mononobe. Asumsi yang digunakan yaitu untuk keadaan hujan dengan durasi (lamanya waktu) hujan dalam jam. Rumus yang digunakan adalah sebagai berikut:

$$I = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{24}{t} \right)^{2/3} \quad (2.14)$$

Dimana : I = Intensitas hujan sesuai periode ulang tertentu (mm/jam).

t = Durasi hujan (jam)

R_{24} = Curah hujan harian maksimum (mm) yang sesuai dengan periode ulang yang ditentukan.

2.3.2.5. Analisis Debit Banjir

Debit (*discharge*) atau besarnya aliran sungai (*stream flow*) adalah volume aliran yang melalui suatu penampang melintang per satuan waktu (Soewarno, 1995). Biasanya dinyatakan dalam satuan meter kubik per detik ($m^3/detik$) atau liter per detik (l/detik). Aliran adalah pergerakan air di dalam alur sungai. Pengukuran debit yang dilaksanakan di suatu pos duga air tujuannya terutama adalah untuk membuat lengkung debit dari pos duga air yang bersangkutan. Debit maksimum (PF = *Peak Flow* atau MAF = *Mean Annual Flood* atau *Flood Design*) adalah debit puncak banjir tahunan rata-rata yang dapat digunakan untuk keperluan perencanaan bangunan air.

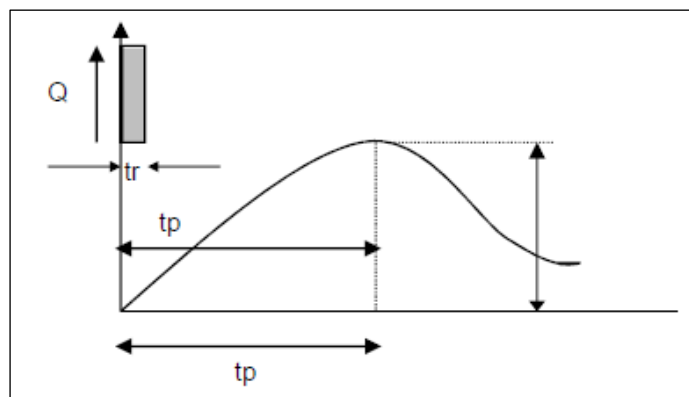
Debit minimum adalah debit terkecil (minimum) dari rentetan data debit tiap tahunnya. Debit minimum sungai dianalisis atas dasar data debit harian sungai. Agar analisisnya cukup tepat dan andal, catatan data yang diperlukan harus meliputi jangka waktu minimal 10 tahun. Jika persyaratan ini tidak bisa dipenuhi, maka metode hidrologi analitis dan empiris bisa dipakai. Debit banjir rancangan adalah debit besar tahunan yang diperkirakan dengan suatu proses kemungkinan ulang yang tertentu.

Metode Hidrograf Satuan Sintetik Snyder (HSS Snyder)

Penentuan banjir rancangan akan memberikan hasil yang lebih bermanfaat jika disajikan dalam bentuk hidrograf banjir. Banyak informasi yang dapat diberikan dari hasil pengalihragaman hujan menjadi hidrograf limpasan tersebut. Analisis terinci tentang hidrograf banjir umumnya penting di dalam usaha mengurangi kerusakan akibat banjir, perkiraan banjir, atau penetapan debit banjir rancangan bangunan air. Penyajian hidrograf banjir dapat menggunakan metode penurunan hidrograf satuan dari hidrograf banjir tersebut terukur. Pada umumnya data yang digunakan untuk peramalan debit dengan menggunakan hidrograf satuan (*unit hydrograph*) menggunakan data debit terukur yang tercatat di stasiun pencatat debit AWLR/PD dan data hujan dari stasiun pencatat ARR/RG. Beberapa hal yang menjadi permasalahan dalam metode ini adalah keterbatasan data hidrologi. Tidak semua daerah memiliki ketersediaan data debit yang cukup seperti ketersediaan data hujan. Apabila data debit tidak tersedia maka hidrograf satuan tidak akan diperoleh. Melihat keterbatasan dan juga ketersediaan data tersebut maka dikembangkan Hidrograf Satuan Sintetik (HSS), yaitu hidrograf yang didasarkan atas sintesis parameter-parameter aliran daerah sungai. (Snyder, 1938) mengusulkan prosedur untuk memperoleh hidrograf satuan sintetik (*synthetic unit hydrograph*) dengan menggunakan data hujan untuk kepentingan perancangan.

Teori Snyder ini didasarkan pada perkiraan bahwa transformasi hujan menjadi hidrograf ditentukan oleh beberapa parameter DPS yang diukur dan didasarkan pada kondisi hidrologi. Snyder mengembangkan model dengan koefisien-koefisien empirik yang menghubungkan unsur hidrograf satuan dengan

karakteristik DAS. Hal tersebut didasarkan translasi maupun tampungannya dapat dijelaskan dipengaruhi oleh sistem DAS-nya (Harto, Analisis Hidrologi, 1993). Snyder beranggapan bahwa karakteristik DAS yang mempunyai pengaruh kuat terhadap hidrograf satuan sintetik adalah luas DAS, bentuk DAS, topografi, kemiringan saluran, kerapatan sungai dan daya tampung saluran. Hidrograf satuan tersebut ditentukan dengan unsur yang antara lain adalah waktu puncak (T_p), debit puncak (Q_p), waktu kelambatan (t_p), dan waktu rencana (t_r). Dengan cara Snyder dan Alexseyev akan dapat dibuat bentuk aliran sungai, berdasarkan data curah hujan yang telah dihitung dengan cara analisis frekuensi.



Gambar 2. 5 Kurva Hidrograf Satuan Sintetik

Dimulai dengan menghitung waktu kelambatan dan puncak unit hidrograf.

$$t_p = C_t (L \times L_c)^{0,3} \quad (2.15)$$

$$q_p = 2,75 \frac{C_p}{t_p} \quad (2.16)$$

Dimana : t_p = time lag/waktu kelambatan (jam), yaitu waktu antara titik berat hujan dan titik berat hidrograf

L = panjang sungai (km)

L_c = panjang sungai dari *cek point* sampai titik di sungai yang terdekat dengan titik berat daerah pengaliran (km)

q_p = puncak unit hidrograf yang diakibatkan oleh hujan setinggi 1 inci dengan durasi t_r dinyatakan dalam (l/det)

C_p dan C_t = koefisien yang tergantung dari *basic* karakteristik

Umumnya C_t dan C_p diambil dari hasil rekonstitusi *flood hydrograph* dengan cara *trial and error*. Dari *flood hydrograph* yang diamati dicari *synthetic unit hydrograph*-nya, kemudian dari *synthetic hydrograph* ini dihitung kembali *flood hydrograph* dengan mengambil sebarang nilai C_t dan C_p yang berlainan sehingga hasil perhitungan *flood* sama dengan yang diamati. Dari beberapa hasil perhitungan dan pengamatan, besarnya C_t dan C_p dapat diperkirakan dari luas daerah pengaliran (*catchment area*) seperti yang tercantum dalam tabel berikut:

Tabel 2. 14 Harga C_t dan C_p untuk berbagai Luas *Catchment Area*

Luas Catchment Area (km ²)	C_t	C_p
0 - 50	1,1	0,69
50 - 300	1,25	0,63
≥ 300	1,4	0,56

Sumber: (DPMA, 1967)

Untuk mencari lamanya curah hujan efektif (t_e) dipengaruhi langsung oleh time log yang dinyatakan dalam bentuk persamaan:

$$t_e = \frac{t_p}{5,5} \quad (2.17)$$

Dimana : t_e = lamanya curah hujan efektif (jam)

Setelah t_e dan t_p dihitung ternyata:

Bila $t_e < t_r$: maka t_p adalah benar

Bila $t_e > t_r$: maka t_p adalah salah

maka t_p yang diperoleh harus dikoreksi sebagai berikut:

$$t_p = T_p + 0,25 \cdot (t_r - t_e), \text{ sehingga}$$

$$T_p = t_p + 0,5 \cdot t_r \quad (2.18)$$

T_p = *Peak time*, yaitu waktu unit hidrograf mulai naik sampai dengan puncaknya (jam)

Karena intensitas hujan biasanya diambil untuk setiap jam, maka untuk mempermudah diambil $t_r = 1$ jam. Dan untuk hujan 1 inci (25,4 mm) dengan luas daerah pengaliran A (km²) akan diperoleh persamaan sebagai berikut:

$$Q_p = qp \cdot \frac{25,4}{1000} \cdot A \quad (2.19)$$

Dimana : Q_p = debit maksimum (m³/det)

qp = puncak unit hidrograf yang diakibatkan oleh hujan setinggi 1 inci dengan durasi t_r dinyatakan dalam (l/det)

A = luas daerah aliran (m²)

Sebagai hubungan antara debit dengan waktu oleh Alexeyev digambarkan dengan persamaan: $Q = f(x)$. dan jika Q sebagai ordinat (sumbu y), t sebagai absis (sumbu x), oleh Alexeyev bentuk persamaannya dapat dinyatakan dalam fungsi *exponential*, yaitu:

$$Y = 10^{-\alpha \frac{(1-X)^2}{X}} \quad (2.20)$$

nilai α diperoleh dari persamaan berikut dengan h = tinggi hujan (1 jam):

$$\alpha = 1,32\lambda^2 + 0,15\lambda + 0,045 \quad (2.21)$$

$$\lambda = \frac{Q_p \cdot t_p}{h \cdot A \cdot 1000} \quad (2.22)$$

Dimana : A = luas daerah pengaliran

λ = bilangan Alexeyev

h = tinggi satuan hujan yang digunakan dalam hal ini 1 inci dinyatakan dalam mm

Hubungan antara titik x dan y ini oleh Alexeyev disusun dalam tabel yang didasarkan harga-harga λ . Dimana koefisien λ ditentukan melalui rumus:

$$Y = \frac{Q}{Q_p}; X = \frac{t}{t_p} \quad (2.23 ; 2.24)$$

2.4. Hidrolika

Hidrolika adalah suatu ilmu yang mempelajari tentang sifat-sifat dan hukum yang berlaku pada zat cair, baik dalam keadaan diam maupun bergerak atau mengalir (Chow, Hidrolika Saluran Terbuka, 1992). Hidrolika adalah ilmu terapan dari hidrodinamika, sifatnya empiris, problem tiga dimensi dalam hidrodinamika sering hanya dipandang sebagai fenomena dua dimensi. Dalam hidrolika juga dipelajari koefisien-koefisien aliran yang diperoleh dari studi empiris (melalui eksperimen). Sifat-sifat hidrolis saluran alam biasanya sangat tidak menentu. Dalam beberapa hal dapat dibuat anggapan pendekatan yang cukup sesuai dengan pengamatan dari pengalaman sesungguhnya sedemikian rupa, sehingga persyaratan aliran pada saluran dapat diterima untuk penyelesaian analisis hidrolika teoretis.

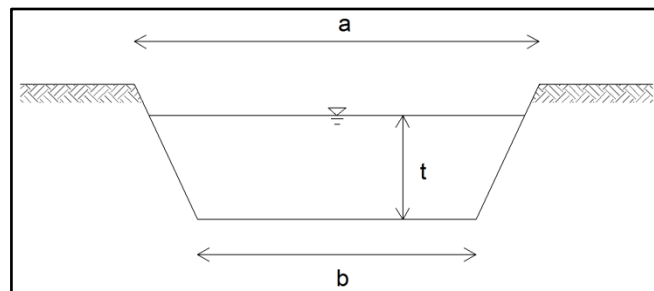
2.4.1. Profil Saluran

Saluran terbuka berfungsi untuk menyalurkan air yang belum tercemar atau kualitasnya tidak membahayakan. Lokasinya terletak pada daerah yang masih tersedia lahan serta tidak pada daerah yang sibuk. Saluran terbuka yang terletak di kiri kanan jalan biasanya berfungsi untuk menampung air hujan dari jalan raya, saluran ini biasanya di standarisasikan, dimensinya tergantung dari lebar jalan. Namun saluran jalan raya ini tidak dapat di standarisasikan apabila saluran tersebut juga berfungsi untuk menampung air hujan dari daerah lingkungan sekitarnya. Dimensi saluran ini tergantung dari luas daerah tangkapan air (DTA) atau DPSal (Daerah Pengaliran Saluran), periode ulang (*return period*) dan bentuk daerah tangkapan air/DTA atau DPSal.

Saluran terbuka yang terletak di daerah permukiman, daerah perdagangan, daerah industri, daerah perkantoran dan daerah lainnya pada umumnya talud saluran ini diberi pasangan batu atau beton bertulang, bentuk saluran ini biasanya trapesium atau segiempat.

Sedangkan bentuk saluran yang paling ekonomis adalah bentuk saluran yang dapat melewati debit maksimum untuk luas penampang basah, kekasaran dan kemiringan dasar tertentu. Untuk mengetahui bentuk saluran yang paling ekonomis dapat dilakukan perhitungan-perhitungan dengan cara *trial and error*,

namun bentuk yang umum digunakan untuk saluran drainase adalah bentuk penampang trapesium.



Gambar 2. 6 Profil saluran drainase berbentuk trapesium

Luas profil basah berbentuk trapesium dinyatakan dalam rumus sebagai berikut:

$$A = \frac{1}{2} \cdot (a + b) \cdot t \quad (2.25)$$

Dengan: A = luas profil basah (m^2)
 a = lebar atas saluran (m)
 b = lebar bawah saluran (m)
 t = tinggi air di dalam saluran (m)

2.4.2. Kecepatan Saluran

Kecepatan saluran rata-rata dihitung dengan rumus *Chezy*, *Manning* dan *Strickler*. Seorang ahli dari Islandia, *Robert Manning* mengusulkan rumus berikut:

$$C = \frac{1}{n} \cdot R^{2/3} \quad (2.26)$$

Dengan koefisien tersebut maka rumus kecepatan aliran menjadi:

$$V = \frac{1}{n} \cdot R^{2/3} \cdot S^{2/3} \quad (2.27)$$

Dengan: V = kecepatan aliran (m/s)
 n = koefisien Manning
 R = jari-jari hidrolis dalam m
 S = kemiringan dasar saluran

Tabel 2. 15 Koefisien Kekasaran *Manning*

Bahan	Koefisien Manning, n
Besi tuang dilapis	0,014
Kaca	0,01
Saluran Beton	0,013
Bata dilapis Mortar	0,015
Pasangan Batu disemen	0,025
Saluran Tanah Bersih	0,022
Saluran Tanah	0,03
Saluran dengan Dasar Batu dan Tebing Rumput	0,04
Saluran pada Galian Batu Padas	0,04

Sumber: (Chow, Open Channel Hydrolics, (Terjemahan Nensi Rosalina), 1959)

Hal-hal spesifik lain yang berkaitan dengan perencanaan hidrolika adalah Kekasaran Dinding (n) Saluran, Debit (Q) Teoretis, Klasifikasi Aliran (F), Penampang Profil Basah Majemuk, Aliran Balik (*Back Water Effect*), dan lain-lain dapat dilihat serta semuanya diatur dalam peraturan & referensi terkait lainnya.

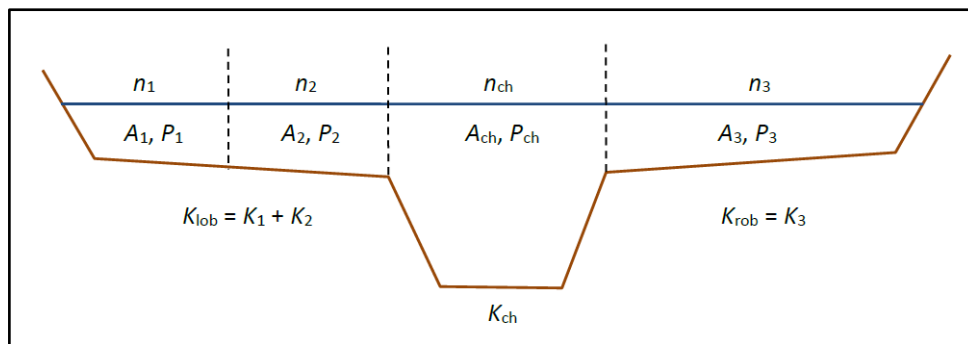
2.5. Hidrodinamika

Hidrodinamika merupakan ilmu yang mempelajari tentang gerakan air dan gaya yang ditimbulkannya. Aliran Tunak (*Steady Flow*); Waktu sebagai kriteria. Aliran dalam saluran terbuka dikatakan **tunak** (*steady*) bila kedalaman aliran tidak berubah atau dapat dianggap konstan selama suatu selang waktu tertentu. Aliran dikatakan **tak tunak** (*unsteady*) bila kedalamannya berubah sesuai dengan waktu (Chow, Hidrolika Saluran Terbuka, 1992).

HEC-RAS merupakan program aplikasi untuk memodelkan aliran di sungai, *River Analysis System* (RAS), yang dibuat oleh *Hydrologic Engineering Center* (HEC) yang merupakan satu divisi di dalam *Institute for Water Resources* (IWR), di bawah *US Army Corps of Engineers* (USACE). HEC-RAS merupakan model satu dimensi aliran permanen maupun tak permanen (*steady and unsteady one-dimensional flow model*). HEC-RAS memiliki empat komponen model satu

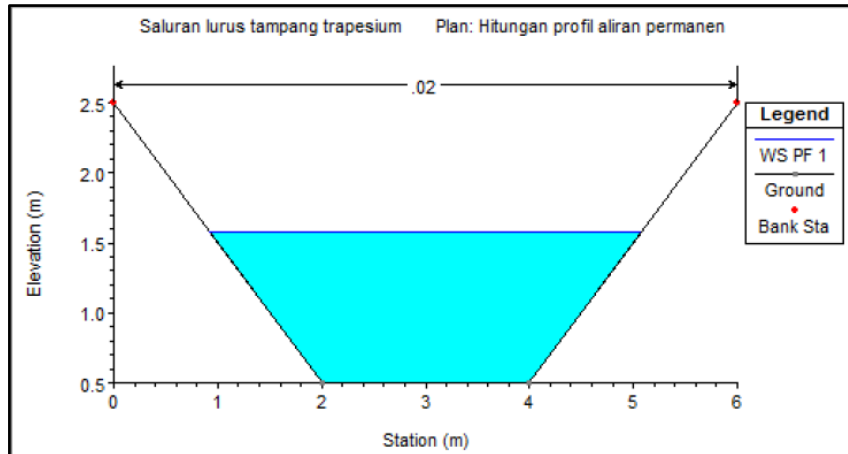
dimensi: 1) hitungan profil muka air aliran permanen, 2) simulasi aliran tak permanen, 3) hitungan transpor sedimen, dan 4) hitungan kualitas air. Satu elemen penting dalam *HEC-RAS* adalah keempat komponen tersebut memakai data geometri yang sama, *routine* hitungan hidraulika yang sama, serta beberapa fitur desain hidraulik yang dapat diakses setelah hitungan profil muka air berhasil dilakukan.

Untuk menghitung debit yang melewati suatu tampang menggunakan persamaan *Manning* dan tampang melintang saluran dibagi menjadi beberapa sub divisi atau pias antara lain saluran sebelah kiri, saluran utama dan saluran sebelah kanan seperti ditunjukkan pada gambar berikut:



Gambar 2. 7 Pembagian tampang saluran (Istiarto, 2012)

Data *cross section* hasil dari survey lapangan menjadi masukan data geometri pemodelan pada program *HEC-RAS*. Setelah dilakukan pembuatan geometri pemodelan, maka selanjutnya dilakukan pembebanan pada syarat batas/*boundary condition* dengan debit dari hasil perhitungan analisis hidrologi untuk masing-masing *boundary condition*/batas pemodelan. Batas pemodelan di bagian hulu sungai berupa *flow*/debit, debit pada bagian hulu ini merupakan debit yang berasal dari analisis hidrologi dengan skenario debit rata-rata (*low flow*), sedangkan *boundary* di bagian hilir sungai berupa fluktuasi air.



Gambar 2. 8 Contoh profil melintang hasil pemodelan *HEC-RAS* (Istiarto, 2012)

Dari hasil pemodelan hidrodinamik dengan menggunakan aplikasi *HEC-RAS* akan didapatkan beberapa parameter hidrolis sebagai berikut:

1. Profil muka air rencana hasil skenario pemodelan. Dengan diketahuinya profil muka air sungai baik profil memanjang ataupun profil melintang, maka akan dapat direncanakan dimensi saluran rencana ataupun ketinggian tanggul rencana, sehingga tidak terjadi limpasan (banjir).
2. Debit saluran pada lokasi-lokasi tertentu dan pada waktu-waktu tertentu (*flow hydrograph*).
3. Kecepatan aliran yang terjadi pada segmen sungai. Selain pada segmen sungai, kecepatan aliran juga dapat diketahui di lokasi bangunan yang ada di sepanjang sungai.

Reach	River Sta	Profile	Q Total (m ³ /s)	Min Ch El (m)	W.S. Elev (m)	Crit W.S. (m)	E.G. Elev (m)	E.G. Slope (m/m)	Ve (r)
Grafika	1000	PF 1	4.00	1.00	2.08		2.16	0.001004	
Grafika	1000	PF 2	6.00	1.00	2.34		2.43	0.001014	
Grafika	980.*	PF 1	4.00	0.98	2.06		2.14	0.001003	
Grafika	980.*	PF 2	6.00	0.98	2.32		2.41	0.001015	
Grafika	960.*	PF 1	4.00	0.96	2.04		2.12	0.001004	

Total flow in cross section.

Gambar 2. 9 Contoh tabel *output* hasil pemodelan *HEC-RAS* (Istiarto, 2012)

2.5.1. Steady Flow Water Surface Component

Modul ini berfungsi untuk menghitung profil muka air aliran permanen berubah beraturan (*steady gradually varied flow*). Program mampu memodelkan jaring sungai, sungai dendritik, maupun sungai tunggal. Regime aliran yang dapat dimodelkan adalah aliran sub-kritik, super-kritik, maupun campuran antara keduanya.

2.5.2. Unsteady Flow Simulation

Modul ini mampu menyimulasikan aliran tak permanen satu dimensi pada sungai yang memiliki alur kompleks. Semula, modul aliran tak permanen *HEC-RAS* hanya dapat diaplikasikan pada aliran sub-kritik, namun sejak diluncurkannya versi 3.1.0, modul aliran tak permanen *HEC-RAS* dapat pula menyimulasikan regime aliran campuran (sub-kritik, super-kritik, loncat air, dan *draw-downs*).

Bagian program yang menghitung aliran di tampang lintang, jembatan, gorong-gorong, dan berbagai jenis struktur hidraulik lainnya merupakan program yang sama dengan program hitungan yang ada pada modul aliran permanen *HEC-RAS*. Penyelesaian aliran tak tunak diambil dari model *UNET* yang pernah dibuat oleh Dr. Robert L. Barkau. Fasilitas perhitungan aliran tak tunak ini dikembangkan terutama untuk kalkulasi aliran sub kritis. Program *HEC-RAS* Versi 4.1.0 menggunakan pengaturan data dimana dengan data geometri yang sama bisa dilakukan kalkulasi data aliran yang berbeda-beda, begitu juga dengan sebaliknya. Data geometri terdiri dari *layout* pemodelan disertai *cross section* untuk saluran-saluran yang dijadikan model. Data aliran ditempatkan terpisah dari data geometri. Data aliran bisa dipakai salah satu antara data aliran tunak atau data aliran tak tunak. Dalam masing-masing data aliran tersebut harus terdapat *boundary condition* dan *initial condition* yang sesuai agar pemodelan dapat dijalankan. Selanjutnya bisa dilakukan kalkulasi dengan membuat skenario simulasi. Skenario simulasi harus terdiri dari satu data geometri dan satu data aliran.